

НЯКОИ АСПЕКТИ НА ВЛИЯНИЕ НА НАПРЕЧНОТО И НАДЛЪЖНОТО ОБТИЧАНЕ НА ОРОГРАФСКО- ТЕРМИЧНИ ХОРИЗОНТАЛНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ ВЪРХУ СИНОПТИЧНИТЕ ПРОЦЕСИ

ЕВГЕНИ СИРАКОВ, ЙЕНС БОНЕВИЦ, МИЛЕН ЦАНКОВ

*Катедра „Метеорология и геофизика”, Физически факултет
Софийски университет “Св. Климент Охридски”*

Евгени Сираков, Йенс Боневитц, Милен Цанков. НЯКОИ АСПЕКТИ НА ВЛИЯНИЕ НА НАПРЕЧНОТО И НАДЛЪЖНОТО ОБТИЧАНЕ НА ОРОГРАФСКО-ТЕРМИЧНИ ХОРИЗОНТАЛНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ ВЪРХУ СИНОПТИЧНИТЕ ПРОЦЕСИ

Разглеждат се ефекти, свързани с напречно и надлъжно обтичане на орографията $Z_0(x,y)$ или термични нееднородности ($\delta\theta(x,y)$ -топография). Получени са количествени оценки при конкретни форми – преходна зона, хребет – на тези обекти. Резултатите са използвани за обяснение и анализ на реални атмосферни процеси.

Evgeni Syrakov, Jens Bonewitz, Milen Tsankov. SOME ASPECTS OF INFLUENCE OF CROSS AND LONGITUDINAL FLOW ABOUT OROGRAPHIC-THERMAL HORIZONTAL NONHOMOGENEITIES FOR SYNOPTIC PROCESSES

Observed are effects related to cross and longitudinal flow of orographic $Z_0(x,y)$ or thermal nonhomogeneities ($\delta\theta(x,y)$ -topographic). The results are quantity valuations by concrete forms – transition zone, ridge – of these objects. The results are used for explanation and analysis of real atmosphere processes.

Keywords: orographic-thermal nonhomogeneities, induced vertical velocity, flowing regimes, cross and longitudinal effects, transition zone

PACS number: 92.60 ± e

За контакти: Евгени Сираков, Катедра „Метеорология и геофизика”, Физически факултет, Софийски университет “Св. Климент Охридски”, бул. Джеймс Баучър 5, София 1164, тел.: +359 2 8161 312, E-mail: esyrakov@phys.uni-sofia.bg

1. УВОД

В атмосферния граничен слой в резултат на турбулентното триене се генерират вертикални движения, осъществяващи важни обменни процеси със свободната атмосфера. Процесът е известен като екманово „напомпване“ (Ekman pumping) [1]. При наличие на орографски и термични хоризонтални нееднородности в резултат на тяхното сложно взаимодействие с триенето процесът значително се усложнява, а генерираните вертикални движения влияят съществено на атмосферните процеси в синоптични мащаби. Може да се каже, че липсва количествен метод за измерване на този тип вертикални движения, поради което се налага те да се изчисляват.

Тук ще изследваме редица важни аспекти на тази задача, свързани с напречно и надлъжно обтичане на орографията $Z_0(x,y)$ и термичните хоризонтални нееднородности ($\delta\theta(x,y)$ -топография). Резултатите ще бъдат приложени за обяснение и анализ на реални синоптични процеси в атмосферата.

2. ПОСТАНОВКА НА ЗАДАЧАТА

Основна характеристика на взаимодействието между планетарния граничен слой (ПГС) и свободната атмосфера е вертикалната скорост w_h на горната му граница h . В общия случай w_h се формира в резултат на съвместното влияние на орографията $Z_0(x,y)$, термичните хоризонтални нееднородности $\theta_H - \theta_0 = \delta\theta(x,y)$ ($\delta\theta$ -топография) и триенето:

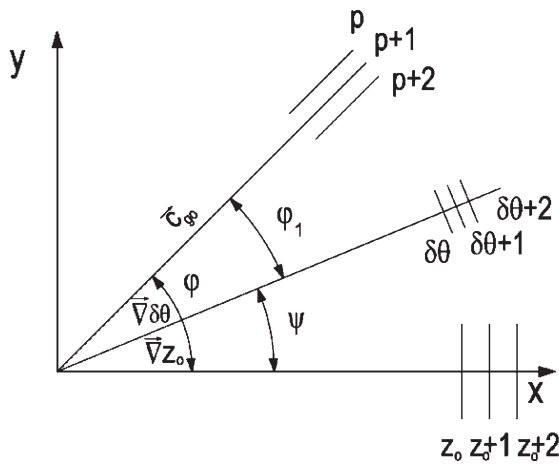
$$w_H = w_l + c\Omega_{g0} + \Delta w, \quad \Delta w = \Delta w_{or} + \Delta w_T. \quad (1)$$

Тук $c = \sqrt{2k/f}$, $k = k[z_0(x,y)]$ – осреднен по височината коефициент на вертикален турбулентен обмен, $\Omega_g = \frac{\partial v_{g0}}{\partial x} - \frac{\partial u_{g0}}{\partial y}$ е геострофен вихър, $w_l = u_{g0} \frac{\partial z_0}{\partial x} + v_{g0} \frac{\partial z_0}{\partial y}$ – вертикална скорост при идеално обтичане на $Z_0(x,y)$.

Инуцираната от орографско-термичните нееднородности синоптична вертикална скорост (1) може да бъде записана в променливи x,y (в декартова координатна система) или в ъглови променливи (за всяка околност на произволна точка x,y). Последният запис е по-подходящ за анализ на разгледаните в работата въпроси и ще използваме именно него [2–4]:

$$\begin{aligned}
w_h = c\Omega_g + G_0 |\nabla Z_0| (1+a) * \\
\left\{ \cos \phi \left[1 + \frac{\tilde{a}_1}{1+a} E \left(\cos \psi + \frac{b_1}{a_1} \sin \psi \right) \right] + \right. \\
\left. + \frac{b}{1+a} \sin \phi \left[1 + \frac{\tilde{b}_1}{b} E \left(\cos \psi + \frac{a_1}{b_1} \sin \psi \right) \right] \right\} \\
-dG_0^2 \left[\nabla^2 Z_0 + \frac{d_1}{d} \nabla^2 \delta\theta \right] - e(u_{g_0}^2 + v_{g_0}^2) \left[\frac{\partial^2 Z_0}{\partial x \partial y} + \frac{e_1}{e} \frac{\partial^2 \delta\theta}{\partial x \partial y} \right]
\end{aligned} \quad (2)$$

където ϕ е ъгълът между $\vec{\nabla} Z_0$ и \vec{c}_{g_0} (ъгъл на обтичане на орографията); ϕ_1 е ъгълът между $\vec{\nabla} \delta\theta$ и \vec{c}_{g_0} ; $\psi = \phi - \phi_1$ характеризира взаимното разположение на орографските и термичните нееднородности (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема на взаимно разположение на орографията Z_0 , $\delta\theta$ -топографията и геострофия вятър \vec{c}_{g_0}

a, b, d, e са безразмерни положителни теглови коефициенти, свързани с орографията; a_1, b_1, d_1, e_1 – съответни, но размерни и отрицателни по стойност теглови коефициенти, свързани с $\delta\theta$ -топографията;

$$\tilde{a}_1 = a_1 f^2 / \beta, \tilde{b}_1 = b_1 + f^2 / \beta, \tilde{d}_1 = d_1 f^2 / \beta, \tilde{e}_1 = e_1 f^2 / \beta$$

са съответните обезразмерени коефициенти, $\beta = g/\bar{T}e$ параметър на конвекция; E – безразмерен параметър:

$$E = \frac{\beta |\nabla \delta \theta|}{f^2 |\nabla Z_0|}, \quad (3)$$

характеризиращ относителния принос на термичните и орографските нееднородности в стратифицирана, въртяща се атмосфера във формирането на вертикалната скорост;

$$|\nabla \delta \theta| = \left[\left(\frac{\partial \delta \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \delta \theta}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad |\nabla Z_0| = \left[\left(\frac{\partial Z_0}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial Z_0}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}.$$

Първият член в (1) може да се представи във вида $c\Omega_{g_0} \equiv c(1/\rho)\nabla^2 p$, където ρ и p са плътност и налягане на въздуха. При циклонична кривина на изобарите ($\nabla^2 p > 0$) той описва положителен геострофен вихър и $w_h > 0$, а при антициклонална кривина ($\nabla^2 p < 0$) – отрицателни такива. Този член дава синоптичния фон на ситуацията и е относително консервативен при даден тип барично образуване. Последните два члена в (1) отразяват влиянието на формата на орографията $Z_0(x,y)$ и $\delta\theta$ -топографията, като доминираща роля играе членът, съдържащ лапласианите $\nabla^2 \delta\theta$ и $\nabla^2 Z_0$. Този член е инвариантен относно координатната система и не зависи от посоката на вятъра (поради квадратната зависимост G_0^2), поради което има съществена климатична значимост. В рамките на дадена синоптична ситуация най-променлив е вторият член в (1), тъй като той описва различни режими на обтичане на орографията $Z_0(x,y)$ и $\delta\theta$ -топографията, което съществено зависи от взаимното разположение на тези нееднородности и ориентацията им спрямо геострофния вятър. Отчитайки казаното тук, ще се фокусираме именно върху този член от w_h , който записваме във вида

$$w_h = G_0 |\nabla Z_0| (1+a) * \left\{ \begin{aligned} & \left[\cos \phi \left[1 + \frac{\tilde{a}_1}{1+a} E \left(\cos \psi + \frac{b_1}{a_1} \sin \psi \right) \right] + \right. \\ & \left. + \frac{b}{1+a} \sin \phi \left[1 + \frac{\tilde{b}_1}{b} E \left(\cos \psi + \frac{a_1}{b_1} \sin \psi \right) \right] \right] \end{aligned} \right\}. \quad (4)$$

Целта на работата е въз основа на (4) да бъдат обяснени и анализирани редица реални и важни синоптични явления в атмосферата. Това представлява и своеобразна верификация на (4).

3. ОРОГРАФСКИ ЕФЕКТИ

Формула (4) описва съвместния принос на орографско-термичните фактори във формиране на w_h . От нея при $E \rightarrow 0$ получаваме съответната формула, описваща чисто орографските ефекти:

$$w_h \equiv w_{or} = G_0 |\nabla Z_0| (1 + \alpha) F(\phi), F(\phi) = \cos \phi + \frac{b}{1+a} \sin \phi.$$

Първият член във $F(\phi)$ описва надлъжно обтичане на орографията (вж. (4), [5]), а вторият – напречно. Прилагането на (4) за анализ на индуцираните вертикални скорости изисква задаване вида на орографията $Z_0(x,y)$ във всеки конкретен случай. Тук ще разгледаме два такива случая.

3.1. ПРЕХОДНА ЗОНА

Ще започнем със случай на едномерна преходна зона между две области с различни стойности на орографията Z_0'' и Z_0' , описваща се чрез уравнението (вж. [2, 3]):

$$Z_0(x) = \frac{Z_0' + nZ_0'' \exp(mx)}{1 + n \exp(mx)}. \quad (5)$$

Вижда се, че формула (5) притежава необходимите асимптоти, осигуряващи плавен преход между областите с различна орография:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} Z_0(x) = Z_0'', \quad \lim_{x \rightarrow -\infty} Z_0(x) = Z_0', \quad Z_0(x=0) = \frac{Z_0' + nZ_0''}{1+n},$$

където m и n са положителни константи, чрез вариране на които може да се постигне различен по вид преход от Z_0' и Z_0'' в преходната зона. Поставяйки (5) в (4), след съответното нормиране получаваме:

$$\frac{w_{or}}{m(1+a)G_0(Z_0'' - Z_0')} \equiv \tilde{w}_{or} = R_{mn}(x)F(\phi), \quad (6)$$

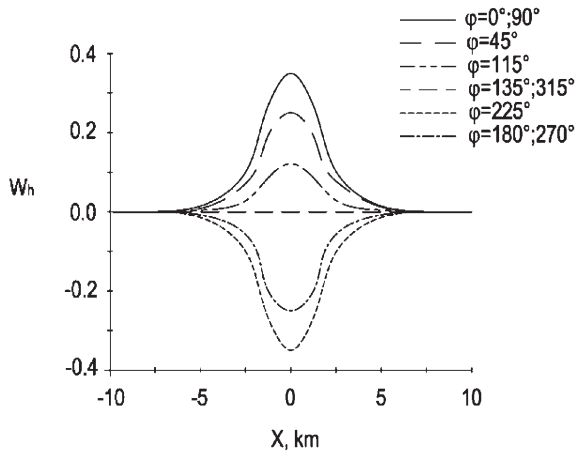
където

$$R_{mn}(x) = \frac{n \exp(mx)}{(1 + n \exp(mx))^2}. \quad (7)$$

Както се вижда от (6), индуцираната вертикална скорост \tilde{w}_{or} се представя като произведение на функцията, зависеща от ъгъла на обтичане на релефа $F_{or}(\phi)$ и тегловата функция $R_{mn}(x)$, отразяваща степента и резкостта на прехода от едната към другата повърхност. Чрез вариране на параметрите

m и n в нея се постига подходяща апроксимация на реалната орография.

Поведението на безразмерната вертикална скорост (6) в преходната зона е показано на фиг. 2 при $Z_0'' > Z_0'$ и стойности на параметрите $m = n = 1$.



Фиг. 2. Изменения на вертикалната скорост \tilde{w}_{or} при наличие на преходна зона, характеризираща се с изменение на релефа (5), за случаи на: напречно обтичане в посока на нарастване ($\varphi = 0^\circ$) или намаляване ($\varphi = 180^\circ$) височината на релефа и надлъжно обтичане в посока, относно която отдясно остават нарастващите ($\varphi = 90^\circ$) или намаляващите ($\varphi = 270^\circ$) височини на релефа

Ще отбележим, че преходната зона включва две области (при $x < 0$ и $x > 0$) с разделителна линия между тях – правата, перпендикулярна на оста Ox , минаваща през точката ($x = 0$). От фиг. 2 се вижда, че в зависимост от ъгъла на обтичане φ (вж. фиг. 1) между геострофния вятър и разделителната линия индуцираната вертикална скорост съществено се изменя по стойност, знак и конфигурация.

При напречно обтичане (перпендикулярно на разделителната линия) се наблюдават най-големи стойности на вертикалните скорости, като при $\varphi = 0^\circ$ те са положителни, а при $\varphi = 180^\circ$ – отрицателни. Интересен е случаят на надлъжно обтичане (успоредно на разделителната линия), тъй като тук възникват вертикални скорости, различни от нула. Вижда се, че когато по-високата част на препятствието остава отдясно на посоката на обтичане ($\varphi = 90^\circ$), тези скорости са положителни, а когато е отляво ($\varphi = 270^\circ$) – отрицателни.

От формула (6) следва, че размерната вертикална скорост \tilde{w}_{or} е пропорционална на производението $G_0(Z_0'' - Z_0')$, т.е. тя е най-голяма при силен вятър и голяма разлика между Z_0'' и Z_0' . От фиг. 2 се вижда още, че като

правило напречните ефекти на обтичане са по-големи в сравнение с тези при надлъжно обтичане.

Нека преминем сега към прилагане на изложените теоретични резултати за обяснение и анализ на реални процеси в атмосферата.

На спътниковите снимки – фиг. 3 са отразени реални синоптични процеси в преходната крайбрежна зона на Японско море, предизвикани от напречно или надлъжно обтичане на бреговата линия [6].

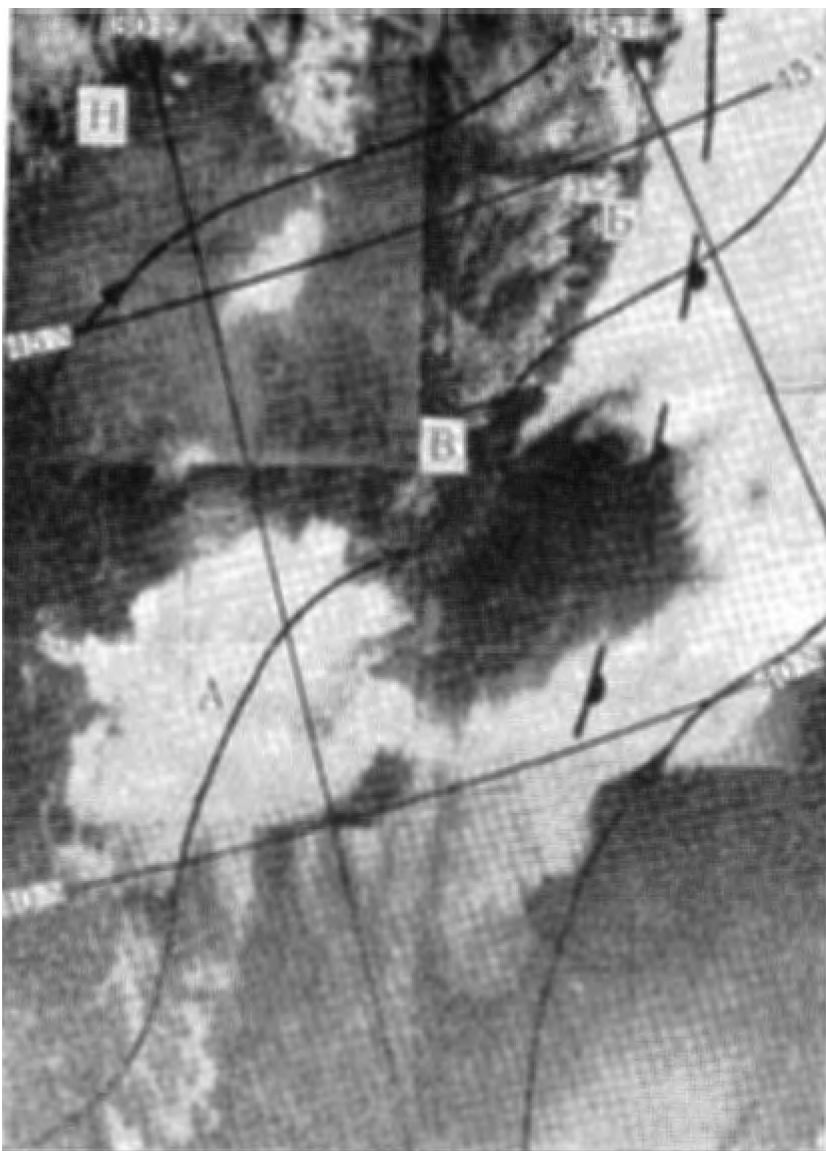
Пример за бреговия ефект при геострофен вятър (кривата със стрелката), перпендикулярен на бреговата линия и духащ в района на залива Петър Велики към сушата (която при това има хълмист и даже планински характер), е даден на фиг. 3 – район А. Очевидно се касае за напречно обтичане в посока море \rightarrow суша, т.е. съгласно (6) и фиг. 2 $\varphi = 0^\circ$, $\tilde{w}_{or} > 0$ и над брега възникват възходящи вертикални движения. В резултат на това, както се вижда от фиг. 3, в района А се образува добре изразена ниска облачност. Напротив, над този район при 42° с.ш., 131° и.д. вятърът духа в посока суша \rightarrow море, т.е. имаме напречно обтичане при $\varphi = 180^\circ$, при което се индуцират низходящи вертикални движения ($\tilde{w}_{or} < 0$), размиващи облачността (проявяване), както се вижда от фигурата.

На същата фиг. 3 още по на север – район Б, вятърът духа почти успоредно на бреговата линия, като при това сушата остава наляво спрямо посоката на вятъра. Съгласно нашите теоретични резултати в този случай имаме надлъжно обтичане на бреговата линия при $\varphi = 270^\circ$, $\tilde{w}_{or} < 0$, т.е. в крайбрежната ивица на сушата се индуцират низходящи вертикални движения, които би следвало да размиват облачността.

Действително от фиг. 3 се вижда, че небето над крайбрежната брегова ивица в зона Б (с ширина около 30 km) остава съвсем ясно.

Друг случай: когато преобладаващият северо-източен вятър (линията със стрелката надолу) духа почти паралелно на бреговата линия на Азиатския материк в района на Сихоте-Алика, при което сушата остава надясно спрямо направлението на въздушния поток (представен на фиг. 4 – район А). Съгласно нашите теоретични резултати това съответства на надлъжно обтичане на бреговата линия при $\varphi = 90^\circ$, $\tilde{w}_{or} > 0$, т.е. генерират се възходящи вертикални движения над крайбрежната зона на сушата. В съответствие с това, както се вижда от фигурата, се образува значителна облачност над крайбрежната част на континента (зона А).

Друг пример на надлъжно обтичане на брегова линия в по-локални мащаби се отнася за нашето, Черноморско крайбрежие. Съгласно теоретичните резултати при северен вятър, успореден на нашата брегова линия, когато сушата остава надясно спрямо посоката му, се реализира надлъжно обтичане ($\varphi = 90^\circ$) и се генерират възходящи вертикални скорости ($\tilde{w}_{or} > 0$), благоприятстващи появата на облачност и валежи в бреговата крайбрежна зона.



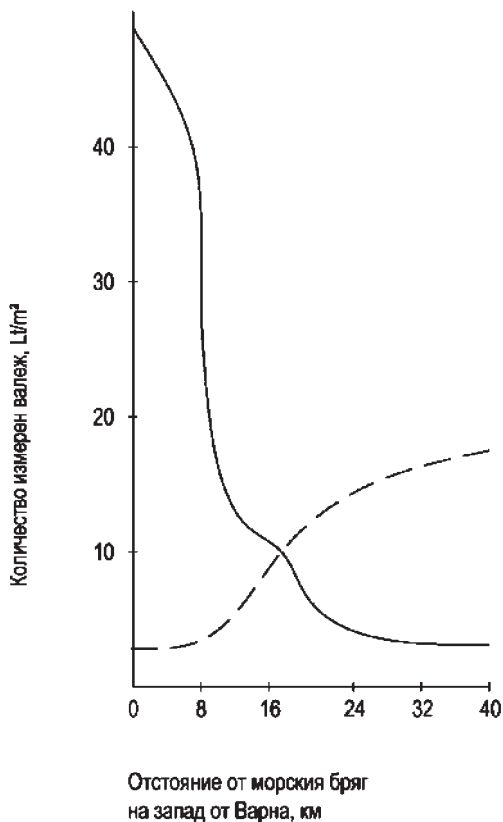
Фиг. 3. ТВ М -8, 321, 01 h 57 min, 09.05.1971: Влияние на прехода суша–море върху разпределението на облачността в крайбрежната зона на Японско море



Фиг. 4. ТВ М -8, 144, 03 h 20 min, 27.04.1971: Влияние на прехода суша–море върху разпределението на облачността в крайбрежната зона на Японско море

Точно обратното се получава при южен вятър, т.е. надлъжно обтичане при $\varphi = 0^\circ$.

Потвърждение на тези изводи се дава на фиг. 5 [7], където е показано разпределението на валежите, измерени на 28.03.1965 г. в 08 h, когато вятърът е духал от север (плътна линия).



Фиг. 5. Разпределение на валежа на запад от Варна: плътната линия – на 28.3.1965 г. в 08 h, пунктирната линия – на 13.01.1960 г. в 08 h

Вижда се, че в този случай валежът е значителен и се локализира в тънка брегова ивица с ширина няколко километра. На същата фигура с пунктир е показано разпределението на валежа, измерен на 13.01.1960 г. в 08 h при вятър, духал от юг. Разпределението на валежа е точно обратното – расте далеч навътре в сушата и рязко намалява към бреговата линия в пълно съответствие с теоретичните съображения.

3.2. ПРЕПЯТСТВИЕ С ФОРМА НА ХРЕБЕТ

Да преминем сега към втория случай, когато орографското препятствие е с форма на хребет с безкрайна дължина по оста Oy (фиг. 6) и гаусово напречно сечение (по ос Ox).

$$Z_0(x) = H_m \exp(-x^2 / L^2), \quad (8)$$

където H_m е максималната височина на хребета (при $x = 0$), L – неговата характерна полуширина. Поставяйки (8) в (4), получаваме следната формула за индуцираните от хребета вертикални скорости:

$$w_{or} = -\frac{2G_0 H_m}{L^2} R_L(x) F(\varphi), \quad F(\varphi) \equiv \Pi(x) F(\varphi), \quad (9)$$

където

$$R_L(x) = x \exp(-x^2 / L^2). \quad (10)$$

Функцията $F(\varphi)$ се задава чрез (4). Другата функция $\Pi(x)$ се задава от условията $\Pi(x) > 0$ при $x < 0$ и $\Pi(x) < 0$ при $x > 0$. Освен това

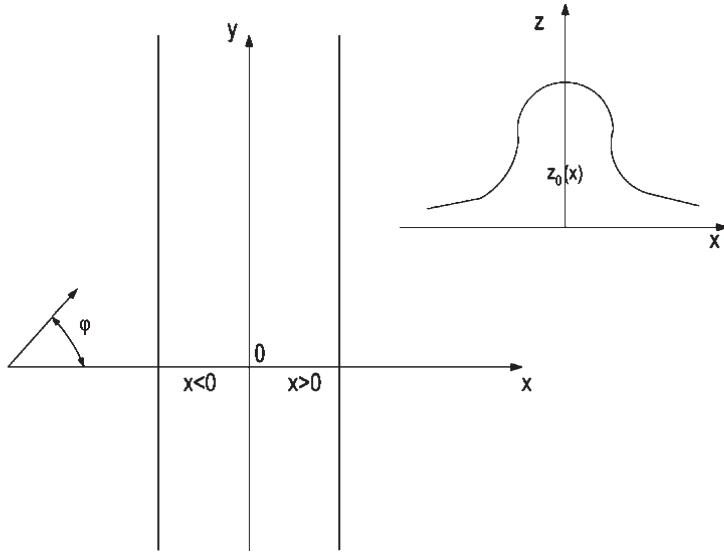
$$\lim_{x \rightarrow \infty} \Pi(x) = \lim_{x \rightarrow -\infty} \Pi(x) = \lim_{x \rightarrow 0} \Pi(x) = 0.$$

Лесно се показва, че $\Pi(x)$ има максимум при $x < 0$ и минимум при $x > 0$ съответно в точки $x_1 = -L/\sqrt{2}$ и $x_2 = L/\sqrt{2}$, като стойностите ѝ в тези точки са съответно $\Pi(x_1) = (G_0 H_m / L)(2/e)^{1/2} \cong 0,86 G_0 H_m / L$ и $\Pi(x_2) = -\Pi(x_1)$.

Въз основа на (9) и (10) лесно се определя w_{or} при произволен ъгъл на обтичане φ . Някои резултати относно знака на w_{or} – възходящи движения ($w_{or} > 0$) и низходящи движения ($w_{or} < 0$) – при ъгли на обтичане, съответстващи на чисто напречно и надлъжно обтичане на хребета спрямо двете области ($x < 0, x > 0$), е дадено в табл. 1

Таблица 1

Тип обтичане	Напречно		Надлъжно		Напречно		Надлъжно	
	φ	0	90	180	270			
x	< 0	> 0	< 0	> 0	< 0	> 0	< 0	> 0
W_{or}	> 0	< 0	> 0	< 0	< 0	> 0	< 0	> 0

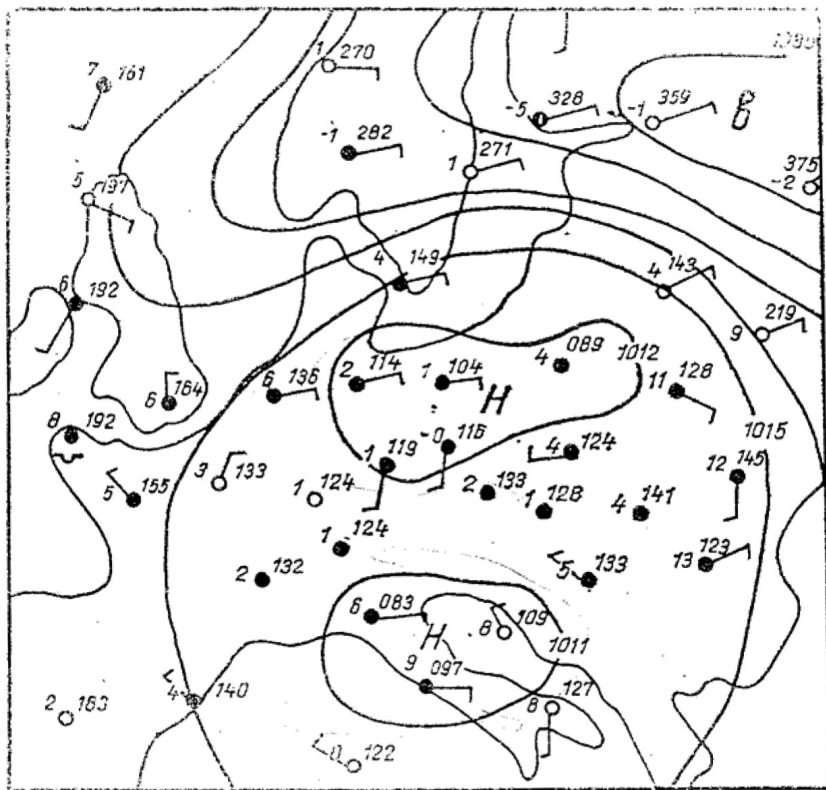


Фиг. 6. Схема на орографско препятствие – хребет с безкрайна дължина по оста Oy и нагледно гаусово разпределение

С цел практическо приложение на теоретичните резултати ще разгледаме важното синоптично явление сепарация (раздвояване) на циклоните. Многочислени наблюдения показват, че когато циклон се движи паралелно относно дадено препятствие, той се разделя на две части [7]. Типичен пример за такова раздвояване на движещ се от запад на изток, успоредно на Алпите, циклон е даден на фиг. 7.

Двата центъра на този циклон (след раздвояването) се развиват самостоятелно с различна интензивност. Обяснението е следното. Разглеждаме орографското препятствие като хребет (по оста Oy), ориентиран в посока запад-изток. Движещ се в направление запад-изток циклон участва в надлъжно обтичане на препятствието. От двете страни на хребета възникват различни по знак вертикални скорости, което води до раздвояване на циклона.

И двата центъра на образуването се движат самостоятелно. Центърът, северно от препятствието (т.е. препятствието остава надясно от него), участва в надлъжно обтичане при $\varphi = 90^\circ$, при което се генерират положителни скорости $w_{or} > 0$. В този случай съгласно известната връзка между геопотенциала Φ и w_{or} , $\partial\Phi / \partial t = c_0 w_{or}$, ($c_0 \cong 0, 2$), $\partial\Phi / \partial t > 0$, т.е. налягането расте и циклонът се запълва.



Фиг. 7. Циклон, раздвоен от Алпите – 02.06.1966, 00:00 GMT

Напротив, за циклона с център отядсно (южно от препятствието) се реализира надлъжно обтичане при $\varphi = 90^\circ$ и $w_{or} < 0$, т.е. $\partial\Phi/\partial t < 0$. Това означава тенденция към циклонично завихряне, понижение на атмосферното налягане и усилване на това барично образувание.

4. ТЕРМИЧНИ ЕФЕКТИ

Наред с орографските ефекти, синоптичните процеси могат съществено да зависят и от термичните такива, свързани с $\delta\theta(x,y)$ -топографията [2-4]. Считайки, че липсва орография, от (4) като частен случай получаваме съответна формула, описваща в чист вид термичните ефекти:

$$w_H \equiv w_T = a_1 G_0 |\nabla \delta \theta| F(\varphi) \quad (11)$$

И тук, както при анализа по-горе на орографските ефекти, ще се спрем на два вида термични нееднородности – преходна зона и $\delta\theta$ -„термичен“ хребет.

В първия случай $\delta\theta$, аналогично на (5), се задава във вида

$$\delta\theta(x) = \frac{\delta\theta' + n\delta\theta'' \exp(mx)}{1 + n \exp(mx)}. \quad (12)$$

Формула (12) притежава необходимите асимптоти, даващи плавен преход между двете области с различни термични характеристики:

$$\lim_{x \rightarrow -\infty} \delta\theta(x) = \delta\theta', \quad \lim_{x \rightarrow \infty} \delta\theta(x) = \delta\theta'',$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} \delta\theta(x) = \delta\theta(x=0) = \frac{\delta\theta' + n\delta\theta''}{1+n}.$$

Замествайки (12) в (11) определяме индуцираната от термичните нееднородности вертикална скорост

$$w_T = a_1 m G_0 (\delta\theta'' - \delta\theta') R_{mn}(x) F(\varphi), \quad (13)$$

където $R_{mn}(x)$ и $F(\varphi)$ се задават съответно чрез (7) и (4). Нека направим съпоставка на формула (13) с (6). Тъй като $a_1 < 0$, при $\delta\theta'' > \delta\theta'$ лесно се съобразява, че W_{or} и W_T съвпадат по знаци, т.е. ефектите се наслагват, докато при $\delta\theta'' < \delta\theta'$ те са с противоположни знаци и взаимно се отслабват.

Нека сега, както при орографския хребет, разгледаме „термичен“ хребет относно $\delta\theta$ -топографията с безкрайна дължина по оста Oy и гаусово сечение. Тогава, аналогично на (8):

$$\delta\theta(x) = \delta\theta_m \exp(-x^2 / L^2), \quad (14)$$

където $\delta\theta_m$ е максималната стойност на $\delta\theta$ (при $\delta\theta > 0$) или минималната такава (при $\delta\theta < 0$). Замествайки (14) в (13), определяме w_T за този случай:

$$w_T = -a_1 \frac{2G_0 \delta\theta_m}{L^2} R_L(x) F(\varphi). \quad (15)$$

От съпоставката на (15) с (9) лесно се съобразява, че при $\delta\theta_m < 0$ (т.е. $\delta\theta < 0$ – неустойчива стратификация) знаците на w_{or} и w_T съвпадат и ефектите им се сумират, докато при $\delta\theta_m > 0$ (т.е. $\delta\theta > 0$ – устойчива стратификация) знаците им са противоположни и ефектите взаимно се отслабват.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведеният анализ показва важната роля на орографията и термичните хоризонтални нееднородности при формиране на редица атмосферни процеси. Докато формата на орографията $Z_0(x,y)$ е фиксирана, то $\delta\theta$ -топографията може съществено да се изменя в зависимост от температурните разлики през денонощието или сезоните в два съседни района. Например през летния сезон като обща тенденция температурата на сушата е по-висока от тази на морето и е обратното през зимния сезон. Ако се разглежда единично температурно препятствие (петно), то може да бъде както устойчиво ($\delta\theta > 0$), така и неустойчиво стратифицирано ($\delta\theta < 0$). В този смисъл термичните нееднородности могат да имат както самостоятелно влияние (при липса на орография), така и да са важна променлива компонента, наслабваща се или компенсираща орографските ефекти в общия случай. Едно изследване на тези взаимосвързани орографско-термични ефекти ще бъде във фокуса на нашето внимание по-нататък.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Gill, A. E. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Cambridge, 1982.
- [2] Сираков, Е. Атмосферен граничен слой – структура, параметризация, взаимодействия. София, 2011.
- [3] Сугаков, Е., Н. Chervenkov. *ВЖМН*, 2001, **12**, 3-4, 97.
- [4] Сираков, Е., С. Петрова. *Ann.de l'Uni. de Sofia, Fac.de Phys.*, 2004, **97**, 155.
- [5] Collier, C., G. July. *QJRM*, 1975, **101**, 429, 407.
- [6] Вельтищева, Н. (ред). *Исползование данных о мезомасштабных особенностях облачности в анализа погоды*. Ленинград, 1973.
- [7] Гоев, Н. *Синопична метеорология*. София, 1976.
- [8] Цанков, М. *Ann.de l' Uni.de Sofia, Fac.de Phys.*, 2007, **100**, 93.
- [9] Цанков, М. *Ann.de l' Uni.de Sofia, Fac.de Phys.*, 2008, **101**, 102.

Дата на постъпване: 13.02.2014 г.

Рецензент: доц. д-р Петър Иванов